

De aardbeving van 26 december 2004

Kris Vanneste, Tim Van Hoolst en de afdeling seismologie
(Koninklijke Sterrenwacht van België)

OP 26 DECEMBER 2004, om 00:58:53 Universele Tijd, werd Zuidoost-Azië getroffen door de krachtigste aardbeving van de laatste 40 jaar. Het epicentrum lag in de Indische Oceaan, ongeveer 80 km ten westen van het Indonesische eiland Sumatra en 50 km ten noorden van het kleinere eiland Simeulue. De uitzonderlijke sterkte van deze aardbeving, 9.0 op de momentmagnitudeschaal, werd pas enkele uren later duidelijk. Het was de op drie na grootste aardbeving sinds de uitvinding van de seismograaf ongeveer honderd jaar geleden, na de aardbevingen van Chili in 1960 (M 9.5), Prince William Sound, Alaska in 1964 (M 9.2), en de Andreanofeilanden, Alaska in 1957 (M 9.1), en op gelijke hoogte met de aardbeving van Kamchatka, Rusland in 1952 (M 9.0). In Noord-Sumatra en op de Nicobareilanden bleef de Aarde verschillende minuten lang beven en werd er grote schade aangericht. De stad Banda Atjeh op 250 km van het epicentrum werd grotendeels verwoest. De beving werd ook gevoeld in de rest van Indonesië, Thailand, Maleisië, Singapore, Myanmar, Bangladesh, India, Sri Lanka en de Malediven. De aardbeving veroorzaakte bovendien een desastreuze tsoenami in de Indische Oceaan. De menselijke tol was dramatisch. Op Sumatra kwamen 108 000 mensen om het leven bij de aardbeving en tsoenami. Meer dan 127 000 mensen blijven vermist. De tsoenami eiste bovendien nog eens meer dan 47 000 slachtoffers overzee, op grote afstand van het epicentrum. Daarnaast werden ook meer dan een miljoen mensen dakloos. Samen vertegenwoordigen de aardbeving en

tsoenami van 26 december 2004 één van de grootste natuurrampen ooit. Nauwelijks drie maanden later, op 28 maart 2005, volgde een nieuwe zware aardbeving met een magnitude van 8.7. Hierbij werd vooral het eiland Nias voor de westkust van Sumatra getroffen, maar ditmaal bleef een catastrofale tsoenami uit. In dit eerste deel behandelen we de seismologische aspecten van de aardbevingen. De tsoenami wordt in het tweede deel besproken.

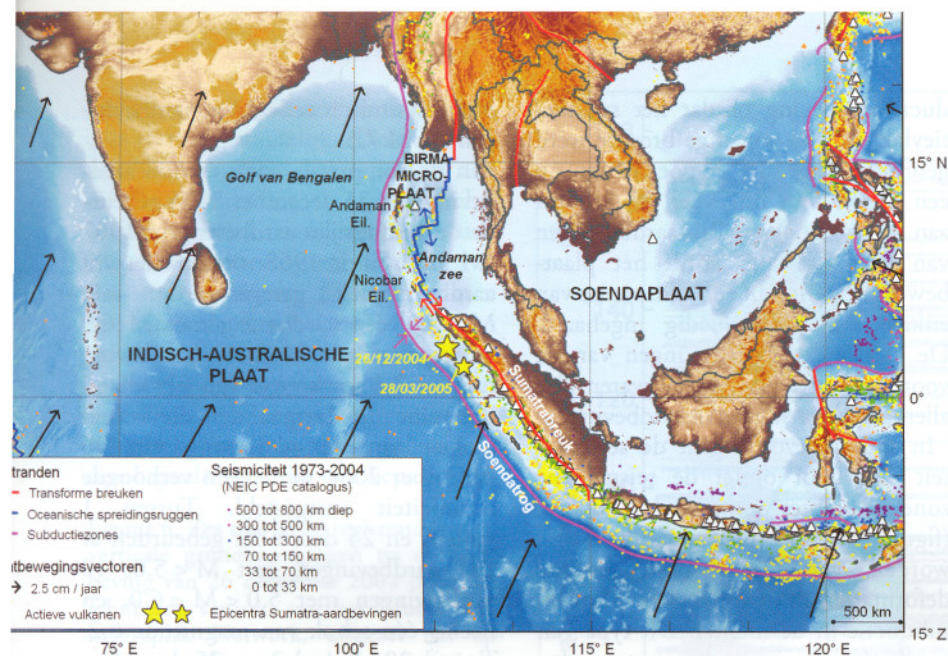
Platentektoniek

Meer dan 95 % van alle aardbevingen wereldwijd is geconcentreerd langs de randen van tektonische platen, dit zijn relatief stabiele schollen van de starre lithosfeer (aardkorst en bovenmantel) die horizontaal bewegen ten opzichte van elkaar bovenop een meer plastisch deel van de mantel, de asthenosfeer. De aardbeving van 26 december 2004

was gesitueerd op de grens van de Indisch-Australische plaat (waarop de Indische Oceaan en de Golf van Bengalen liggen) en de Soendaplaat (waartoe het grootste deel van Zuidoost-Azië behoort). De Soendaplaat wordt meestal tot de Euraziatische plaat gerekend. De Indisch-Australische plaat beweegt met een relatieve snelheid van 5 tot 6 cm/jaar in noord-noordoostelijke richting en botst met de Soendaplaat langs een meer dan 6500 km lange boog die zich uitstrekt van Myanmar, langs de Indonesische eilanden Sumatra, Java, Bali, Flores en Timor, en eindigt ten westen van Nieuw-Guinea (figuur 1). Langs deze boog duikt de relatief zwaardere oceanische lithosfeer van de Indisch-Australische plaat onder de continentale lithosfeer van de Soendaplaat. Dit proces heet subductie (figuur 2). Op de plaats waar dit gebeurt, bevindt zich de Soenda-diepezeetrog, waar de

Tabel 1. Belangrijkste aardbevingsparameters. Bronnen: ¹National Earthquake Information Center, ²Ji, Caltech, ³Harvard CMT. De betekenis van de verschillende termen wordt verder in de tekst uitgelegd.

Datum en tijd van oorsprong ¹	26/12/2004, 00:58:53 UT 26/12/2004, 07:58:53 Indonesische tijd 26/12/2004, 01:58:53 Belgische tijd
Epicentrum ¹	3.307° N; 95.947° E (± 6 km)
Diepte hypocentrum ²	ca. 35 km
Momentmagnitude ^{1,3}	9.0
Seismisch moment ³	$3.95 \cdot 10^{22}$ N.m
Totale uitgestraalde energie ¹	$1.1 \cdot 10^{17}$ J
Intensiteit ¹	Banda Atjeh, Sumatra: IX Meulaboh, Sumatra: VIII Medan, Sumatra: IV Port Blair, Andamaneilanden: VII
Haardmechanisme ³	Vlak 1: azimut 329°, helling 8°, schuifrichting 110° Vlak 2: azimut 129°, helling 83°, schuifrichting 87°



Figuur 1. Platentektonische situatie en seismiciteit in Zuidoost-Azië. De aardbevingen van 26 december 2004 en 28 maart 2005 vonden plaats langs de Soendatrog, waar de Indisch-Australische plaat met een gemiddelde snelheid van 5 tot 6 cm/jaar onder de Soendaplaat duikt. Schuine convergentie naar het noorden toe heeft geleid tot het afscheuren van de Birmaanse microplaat. Deze wordt gescheiden van de Soendaplaat door de Sumatrabreuk en een spreidingsrug in de Andamanzee, waarlangs bewegingen parallel met de Soendatrog plaatsvinden.

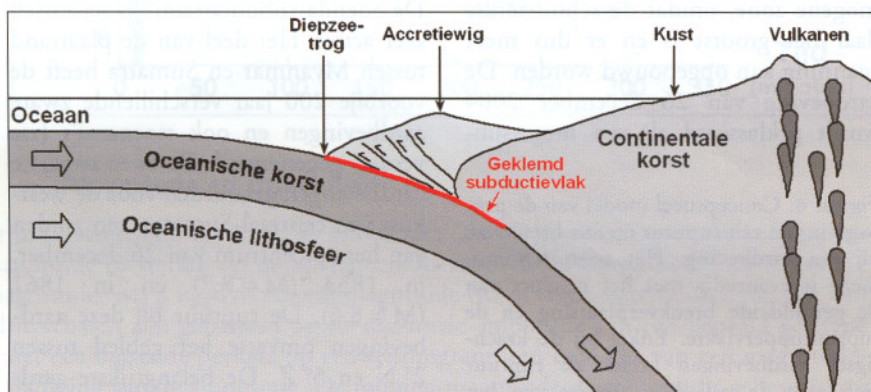
ocean het diepst is. De sedimentlagen bovenop de oceanische plaat worden door de overschuivende plaat als het ware weggeschrapt en opgestuwd in een accretiewig achter de diepzee-trog. De eilanden voor de westkust van Sumatra en ook de onderzeese rug waarop de Nicobar- en Andamaneilanden liggen, maken deel uit van deze accretiewig. Subductie gaat verder ook gepaard met het opstijgen van magma, waardoor achter de subductiezone een vulkanische eilandenboog ontstaat. De Indonesische vulkanen behoren tot de meest actieve ter wereld en worden gekenmerkt door explosieve uitbarstingen. Het bekendste voorbeeld hiervan is ongetwijfeld de uitbarsting van de Krakatau in 1883.

Vanaf Sumatra naar het noorden toe verloopt de plaatconvergentie steeds schuiner ten opzichte van de plaatrand. Bij de Andamaneilanden bedraagt de convergentiecomponent loodrecht op de diepzee-trog nog slechts 1.4 cm/jaar. Deze schuine beweging heeft geleid tot het afscheuren van de Birmaanse microplaat van de Soendaplaat (figuur 3). Langs de westrand van deze microplaat vindt sub-

ductie plaats ongeveer loodrecht op de Soendatrog, terwijl de oostrand min of meer parallel beweegt ten opzichte van de Soendatrog. Op Sumatra wordt deze oostelijke plaatrand gevormd door de Sumatrabreuk die over de volledige lengte van het eiland loopt. De Sumatrabreuk is een voorbeeld van een transforme breuk, waar platen lateraal langs elkaar heen schuiven, net zoals bij de meer bekende San Andreasbreuk in Californië of de Noord-Anatolische breuk in Turkije. In de Andamanzee ten oosten van de Nicobar- en Andamaneilanden gaat de Sumatrabreuk over in een oceanische spreidingsrug waar platen uiteen drijven en nieuwe oceaankorst gevormd wordt.

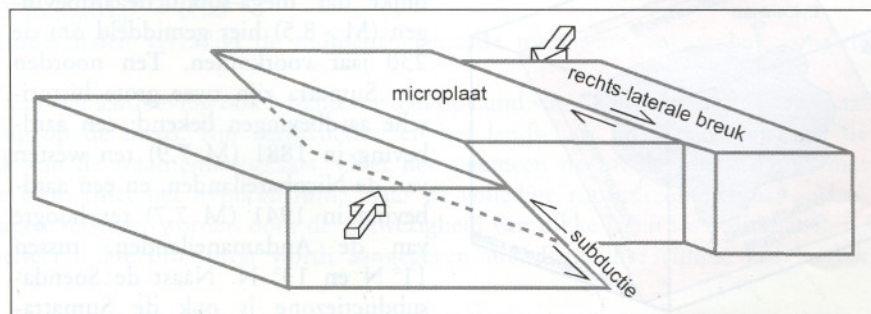
Mega-subductieaardbevingen

Op grote diepte, waar gesteente onder hoge druk en temperatuur plastisch vervormt, schuiven de tektonische platen continu langs elkaar heen. In



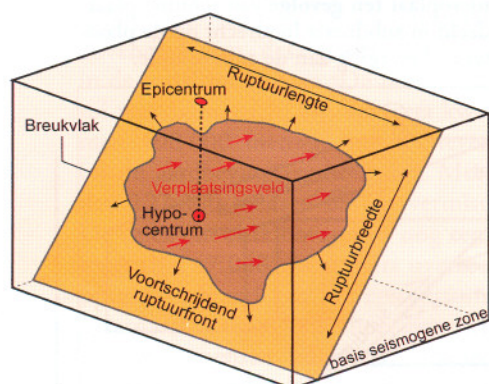
Figuur 2. Schematische doorsnede door een subductiezone. De relatief zwaardere oceanische lithosfeer duikt onder de relatief lichtere continentale lithosfeer ter hoogte van een diepzee-trog. Door de continue plaatbeweging wordt op het contactvlak tussen de twee platen langzaam spanning opgebouwd.

Figuur 3. Schets van de afscheuring van een microplaat ten gevolge van schuine plaatconvergentie. De schuine beweging wordt verdeeld in subductie loodrecht op de plaatrand aan de ene zijde van de microplaat, en laterale beweging aan de andere zijde.



het bovenste deel van de aardkorst, de zogenaamde seismogene zone, blijven de platen echter vastgeklemd zitten, waardoor decennia- tot eeuwenlang elastische spanning wordt opgebouwd. Aardbevingen ontstaan wanneer op een bepaald moment de spanning in het breukvlak lokaal groter wordt dan de schuifsterkte van het gesteente en er een abrupte verschuiving ("ruptuur") optreedt (figuur 4). In subductiezones bedraagt de hoek waarmee oceanische plaat onderduikt typisch slechts 10° tot 30° , wat resulteert in een breed contactvlak ("breedte" is de afstand langs de helling van het vlak gemeten, dwars op de lengterichting). Deze eigenschap zorgt ervoor dat subductiezones veel grotere breukdimensies (tot meer dan 150 km breed en meer dan 1000 km lang) kunnen hebben dan andere plaatranden, en bijgevolg veel zwaardere aardbevingen kunnen produceren. De krachtigste aardbevingen ontstaan typisch aan de basis van de seismogene zone, omdat de schuifsterkte daar het grootst is en er dus meer spanning kan opgebouwd worden. De aardbeving van 26 december 2004 wordt geklasseerd als een mega-sub-

Figuur 4. Conceptueel model van de propagatie van een ruptuur op een breukvlak bij een aardbeving. Het seismisch moment is evenredig met het product van de gemiddelde breukverplaatsing en de ruptuuroppervlakte. Enkel bij de krachtigste aardbevingen breidt de ruptuur zich over de volledige breedte van het breukvlak uit en kan ze eventueel het aardoppervlak bereiken. Merk op dat de richting van de ruptuurpropagatie geen enkel verband houdt met de schuifrichting in het breukvlak.



ductieaardbeving omdat het subductievlak over de volledige breedte werd gebroken, van het hypocentrum op een diepte van ongeveer 35 km tot aan de zeebodem. Bij aardbevingen van deze omvang wordt het plaatbewegingsdeficit in een tijdspanne van enkele minuten volledig ingehaald. De vier andere aardbevingen van de voorbije eeuw met $M \geq 9$ waren ook allemaal mega-subductieaardbevingen.

In subductiezones gaat de seismiciteit ook door onder de seismogene zone tot dieptes van meer dan 700 km (figuur 1). Deze diepere aardbevingen worden veroorzaakt door interne deformatie van de oceanische plaat bij subductie in de mantel. Dit type van aardbevingen staat dus niet rechtstreeks in verband met de plaatbeweging, hun breukmechanisme is divers (niet alleen overschuiving) en ze gaan niet gepaard met verschuivingen in het ondiepe subductievlak.

Historische seismiciteit

De Soenda-subductiezone is seismisch zeer actief. Het deel van de plaatrand tussen Myanmar en Sumatra heeft de voorbije 200 jaar verschillende zware aardbevingen en ook tsunami's (zie verder) gegenereerd. De twee zwaarste aardbevingen gebeurden voor de westkust van centraal-Sumatra, ten zuiden van het epicentrum van 26 december, in 1833 ($M \approx 8.7$) en in 1861 ($M \approx 8.5$). De ruptuur bij deze aardbevingen omvatte het gebied tussen 2° N en 5° Z. De belangrijkste aardbevingen tijdens de vorige eeuw in deze zone gebeurden in 1935 ($M 7.7$) tussen de ruptuurzones van 1833 en 1861, en in juni 2000 ($M 7.9$) dichtbij het zuidelijke uiteinde van de ruptuur van 1833. Uit paleoseismologisch onderzoek op basis van korallen blijkt dat mega-subductieaardbevingen ($M > 8.5$) hier gemiddeld om de 230 jaar voorkomen. Ten noorden van Sumatra zijn twee grote historische aardbevingen bekend: een aardbeving in 1881 ($M 7.9$) ten westen van de Nicobareilanden, en een aardbeving in 1941 ($M 7.7$) ter hoogte van de Andamaneilanden, tussen 11° N en 13° N. Naast de Soenda-subductiezone is ook de Sumatra-

breuk seismisch actief, met aardbevingen tot $M 7.5$.

In de epicentrale zone van de aardbeving van 26 december 2004 gebeurde de belangrijke aardbeving in 1907 ($M 7.6$). Sinds 1968 werden hier vijf aardbevingen geregistreerd met $M \approx 6.0$, één aardbeving met $M 6.9$ en recent nog in 2002 een aardbeving met $M 7.4$ ter hoogte van het eiland Simeulue. In de maanden die voorafgingen aan de aardbeving van 26 december 2004 werd geen verhoogde seismiciteit vastgesteld. Tussen 1 januari en 25 december gebeurden er 241 aardbevingen met $M < 5.0$, 18 aardbevingen met $5.0 < M < 6.0$, en slechts één schok van magnitude 6.2. Tussen 28 november en 25 december 2004 was er blijkbaar een periode van seismische stilte.

Magnitudebepaling

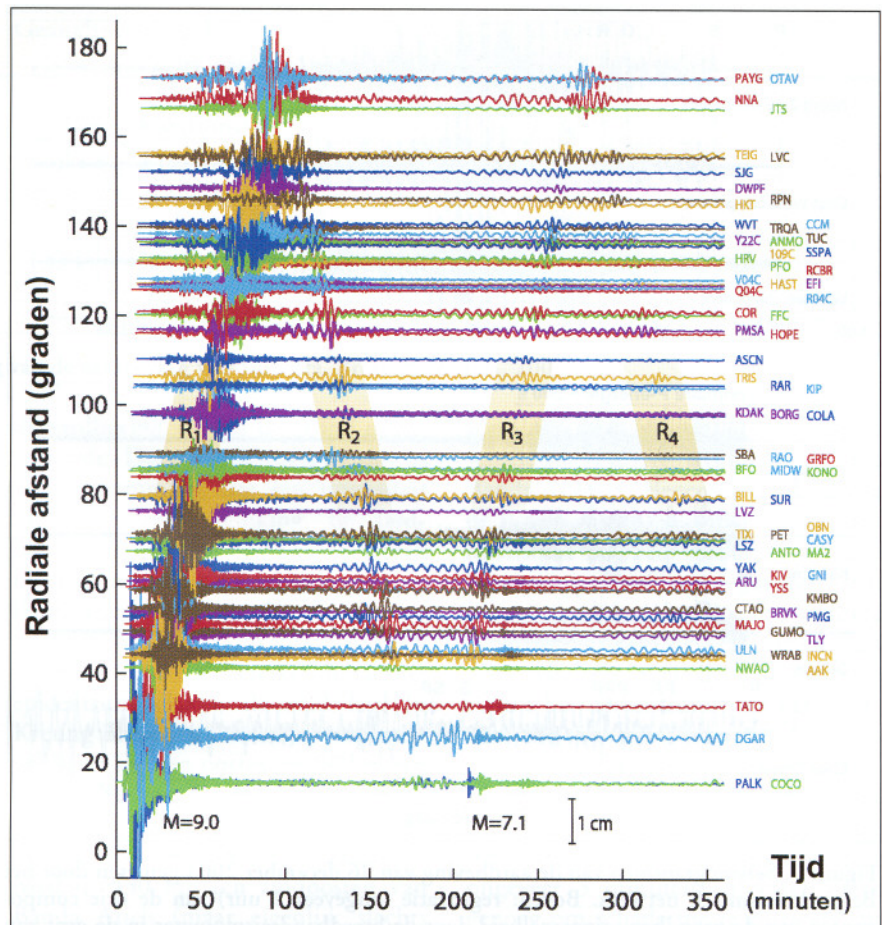
De uitzonderlijke kracht van de aard-

Figuur 5. Belangrijkste historische aardbevingen en recente seismiciteit langs de plaatrand tussen Myanmar en Sumatra. De plaatranden zijn weergegeven in dezelfde kleuren als in figuur 1. De 50 km dieptecontour van het subductievlak geeft ongeveer de basis van de geklemde zone aan. Bron: PDE-catalogus van het National Earthquake Information Center; Significant Earthquake Database van het National Geophysical Data Center.



beving van 26 december 2004 was niet meteen duidelijk. Doordat het seismisch moment gekoppeld is aan de breukdimensies, is er een rechtstreeks verband tussen de magnitude van een aardbeving en de duur van het ruptuurproces. Seismogrammen van bijzonder krachtige aardbevingen worden daarom niet alleen gekenmerkt door grotere amplitudes, maar ook door een langere duur van elke seismische fase (elastische golven van een bepaald type die een bepaald tra-

Figuur 6. Zes uur lange registratie van de verticale groundbewegingen na de aardbeving van 26 december 2004 door verschillende stations van het Global Seismographic Network, uitgezet ten opzichte van hun afstand (in graden) tot het epicentrum. Overall ter wereld ging de bodem meer dan 1 cm op en neer bij de passage van de oppervlategolven (Rayleighgolven). R_1 en R_2 duiden de Rayleighgolven aan die respectievelijk langs de korte en langs de lange grootcirkelboog zijn gereisd, en R_3 en R_4 dezelfde golven na een volledige omcirkeling van de aardbol. Ongeveer 200 minuten na de aardbeving is in de dichtstbijgelegen stations een krachtige naschok ($M=7.1$) te zien. Bron: *IRIS Consortium*; Park et al. (2005).



Magnitude en Intensiteit

Analoog aan de helderheid van een ster in de sterrenkunde wordt de sterkte van een aardbeving uitgedrukt volgens een logaritmische schaal, de aardbevingsmagnitude of sterkte op de schaal van Richter. In de seismologie zijn er diverse magnitudeschalen in gebruik: lokale magnitude (M_L), oppervlategolfmagnitude (M_S), volumegolfmagnitude (m_b) en momentmagnitude (M_W). De eerste drie schalen zijn gebaseerd op de maximale amplitude van een bepaald golftype (P- en S-golven of oppervlategolven) met een bepaalde periode op een seismogram: een toename van een magnitude-eenheid komt overeen met een vertienvoudiging van de amplitude. De momentmagnitude daarentegen is gebaseerd op een fysische parameter van de seismische bron, met name het seismisch moment, dat wordt gedefinieerd als:

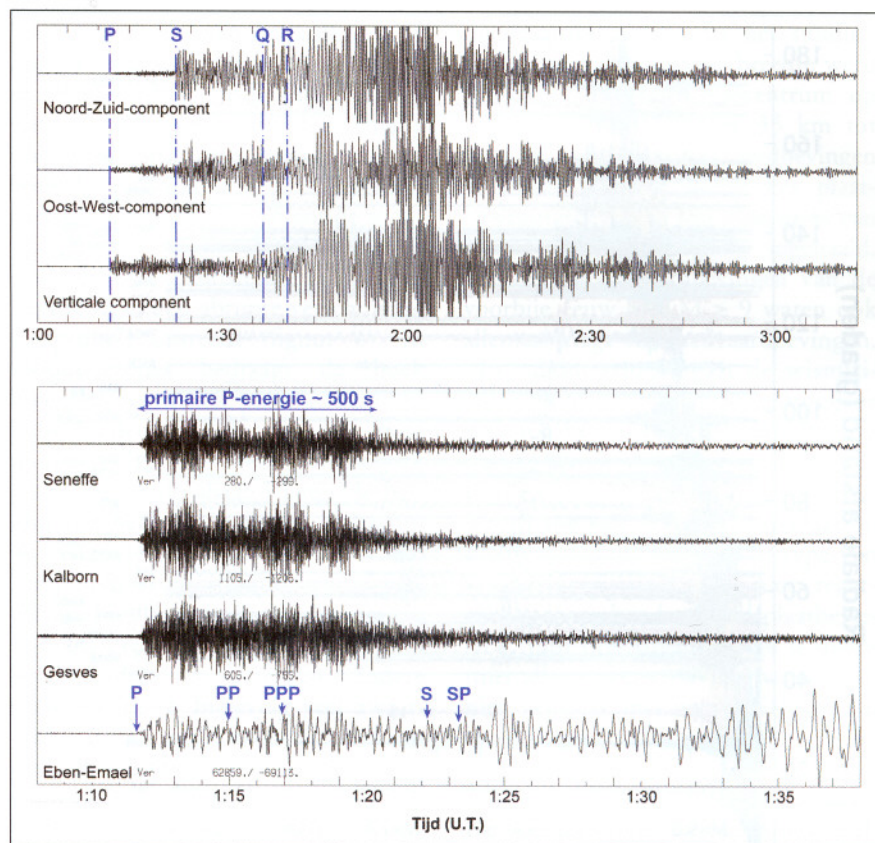
$$M_0 = \mu A D$$

waarbij μ de rigiditeit is van de aardkorst ($\approx 3 \cdot 10^{10}$ N/m²), A de oppervlakte van het breukvlak dat in beweging is gekomen, en D de gemiddelde verplaatsing langs dit breukvlak (figuur 4). Het seismisch moment wordt normaal bepaald uit seismogrammen na omzetting naar effectieve grondverplaatsing. Uit het seismisch moment wordt de momentmagnitude berekend volgens een logaritmische formule die zo geschaald is dat ze voor lagere magnitudes waarden oplevert die in overeenstemming zijn met de andere magnitudeschalen:

$$M_W = 2/3 \log_{10}(M_0) - 6.06$$

In tegenstelling tot de andere magnitudeschalen verzadigt de momentmagnitude niet, waardoor ze ook voor de allergrootste aardbevingen geschikt is.

Naast de magnitude wordt de sterkte van een aardbeving ook beschreven aan de hand van de intensiteit, die een maat is voor de effecten van een aardbeving op de mens, zijn constructies, en het landschap. In tegenstelling tot de magnitude is de intensiteit afhankelijk van de waarnemingsplaats. Over het algemeen neemt de intensiteit af met toenemende afstand tot de seismische bron (niet het hypocentrum, maar de volledige ruptuurzone), maar ze kan toenemen wanneer de seismische trillingen versterkt worden door de aanwezigheid van dikke lagen los sediment in de lokale ondergrond (zogenaamd "site-effect"). De intensiteit wordt aangegeven met Romeinse cijfers, van I (niet gevoeld) tot XII (totale destructie).



Figuur 7. Seismogrammen van de aardbeving van 26 december 2004 gemeten door het Belgisch seismisch netwerk. Boven: registratie (ongeveer 2 uur) van de drie componenten van de groundbewegingssnelheid door de breedbandseismometer in de grot van Rochefort. Dit station bevindt zich op een radiale afstand van $\approx 88^\circ$ ten opzichte van het epicentrum. De eerste aankomst (P-golf) werd geregistreerd om 01:11:40 U.T., bijna 13 minuten na de epicentrale haardtijd. De letters duiden de aankomst van de belangrijkste seismische fasen aan: S-golven (S), Love-golven (Q) en Rayleighgolven (R). P- en S-golven zijn volumegolven, Love- en Rayleighgolven zijn oppervlaktegolven. Omdat het dynamische bereik van de seismometer vooral is afgesteld op de detectie van lokale aardbevingen is het signaal helaas verzaagd door de grote amplitude van de oppervlaktegolven. Onder: registratie (ongeveer 30 minuten) van de verticale component van de groundbewegingssnelheid door drie kortperiodieke (Seneffe, Kalborn, Gesves) en één breedbandseismometer (Eben-Emael). Terwijl in de breedbandregistratie verschillende overlappende fasen te herkennen zijn (voornamelijk reflecties van de P- en S-golven), tonen de andere opnames een meer dan 8 minuten lange hoogfrequente P-golftrein die de primaire energie vertegenwoordigt die werd uitgestraald bij de propagatie van de ruptuur langs het subductievlak.

ject hebben gevolgd tussen de seismische bron en de plaats van registratie, figuur 7). Bovendien worden ook meer golven met een lange periode uitgestraald. De langperiodieke oppervlaktegolven reizen meermaals de wereld rond en worden tot verschillende uren na de schok geregistreerd (figuur 6). Bij de aardbeving van Sumatra bewoog de grond zelfs op de verst afgelegen plaatsen op Aarde meer dan 1 cm op en neer bij de passage van de oppervlaktegolven

(maar hun periode was veel te lang om door de mens gevoeld te kunnen worden). Het duurde verschillende dagen vooraleer de seismische energie in de achtergrondruis verdween. Een betrouwbare bepaling van de momentmagnitude op basis van seismogrammen is pas mogelijk wanneer de meeste energie is binnengelopen. Initiële magnituderbepalingen door alarmcentra zoals het Pacific Tsunami Warning Center (PTWC) en het National Earthquake Information

Center (NEIC) gebeuren op basis van routine-analyses van de golven die in de eerste minuten binnenlopen in stations dicht bij het epicentrum. De magnitude van uitzonderlijke aardbevingen wordt hierdoor onvermijdelijk onderschat. Betrouwbare bepalingen van de momentmagnitude op basis van golven met lange periode kunnen in deze gevallen pas meer dan 1 uur na de aardbeving gebeuren.

De momentmagnitude van de aardbeving van 26 december 2004 werd aanvankelijk bepaald op 8.0. Daarmee was dit na de aardbeving van drie dagen eerder bij Macquarie-eiland (M 8.1) de krachtigste aardbeving van het jaar. Gemiddeld komen aardbevingen met een magnitude groter dan 8.0 éénmaal per jaar voor. Het is vrij uitzonderlijk dat twee aardbevingen van deze grootte zo kort na elkaar optreden, maar een aantoonbaar verband is er niet. Naarmate de seismische energie echter in seismische stations over de wereld bleef binnenlopen, diende de magnitude in de daaropvolgende minuten en uren telkens bijgesteld te worden (tabel 2) tot de uiteindelijke waarde van 9.0 (en vele dagen later zelfs tot 9.3 op basis van vrije trillingen, zie verder). Het overeenkomstig seismisch moment bedraagt $3.95 \cdot 10^{22}$ N.m. Dit is evenveel als het seismisch moment van alle aardbevingen wereldwijd in de laatste tien jaar samen (figuur 8). Het seismisch moment en de uitgestraalde energie van een aardbeving nemen toe met een factor 32 per magnitude-eenheid. Dit betekent dat bij de aardbeving van Sumatra 250 000 maal meer energie is vrijgekomen dan bij de aardbeving van Roermond op 13 april 1992, met M 5.4 de krachtigste aardbeving van de voorbije eeuw in onze contreien. De totale energie die werd uitgestraald bedroeg ongeveer $1.1 \cdot 10^{17}$ J, meer dan duizendmaal de energie van de eerste atoombom.

Intensiteit

Voor een aardbeving van deze magnitude was de directe impact (de tsunami buiten beschouwing gelaten) minder rampzalig dan verwacht zou kunnen worden. Eerst en vooral is het

Tijd (hh:mm) na de initiatietijd	Magnitude	Geanalyseerde golven	Instelling
00:11	8.0 (M_W)	P-golven (7 stations)	PTWC
00:17	6.2 (m_b)	P-golven (18 stations)	NEIC
00:40	8.2 (M_W)	P-golven	NEIC
00:45	8.5 (M_W)	P-golven (25 stations)	PTWC
01:15	8.5 (M_S)	Oppervlaktegolven (157 stations)	NEIC
04:20	8.9 (M_W)	Oppervlaktegolven 300-500 s (automatisch)	Harvard CMT
19:03	9.0 (M_W)	Oppervlaktegolven 300-500 s (herzien)	Harvard CMT
Januari 2005	9.3 (M_W)	Vrije trillingen > 1000 s	Northwestern University

Tabel 2. Evolutie van de magnitudebepaling van de aardbeving van Sumatra. Bron: *Park et al., 2005*.

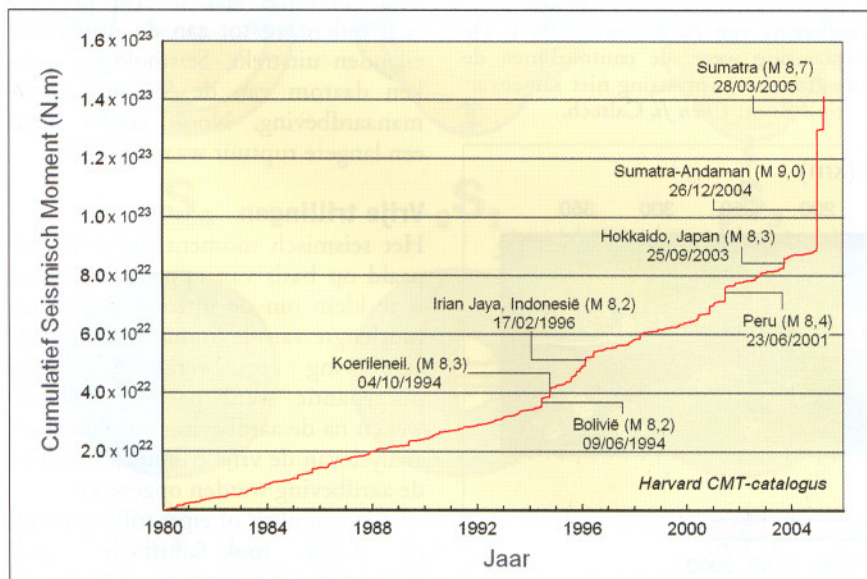
natuurlijk zo dat de epicentrale zone zich volledig in zee bevond, waar met uitzondering van het eiland Simeulue geen mensen wonen. De dichtstbijgelegen steden bevonden zich op een afstand van minstens 100 km. De verwoesting was het grootst in Noord-Sumatra, maar verminderde snel naar het zuiden en oosten toe volgens beschrijvingen van surveyteams. Vooral de stad Banda Atjeh met bijna 300 000 inwoners werd hard getroffen. De bevingen werden er ongeveer 10 minuten lang gevoeld. Overal in de stad stortten huizen in en ook grote constructies uit gewapend beton liepen structurele schade op. Overlevenden verklaarden dat ze niet in staat waren rechtop te blijven tijdens

de aardbeving, en dat de grond open-scheurde. Deze waarnemingen zijn in overeenstemming met een intensiteit van IX. Ter vergelijking, de aardbeving die precies één jaar voordien meer dan 43 000 slachtoffers eiste in Bam, Iran, had een magnitude van "slechts" 6.6, maar ook hier werd een intensiteit van IX bereikt omdat het epicentrum vlakbij de stad lag. In Kreung Raya en Panteraja, respectievelijk 45 km ten oosten en 90 km ten zuidoosten van Banda Atjeh, werd de aardbeving sterk gevoeld, maar werd slechts lichte schade veroorzaakt. In Medan, 430 km ten zuidoosten van Banda Atjeh (maar eigenlijk slechts 140 km verder van de seismische bron), was de aardbeving voelbaar als

een lange, zachte trilling die geen schade aanrichtte (intensiteit IV). Banda Atjeh is gelegen op de delta van de Atjeh-rivier. Mogelijk is de grotere intensiteit op deze plaats een lokaal versterkingseffect ten gevolge van dikkere sedimentlagen. Een andere mogelijke verklaring is misschien directiviteit, omdat de ruptuur zich vanuit het epicentrum naar het noorden toe voortplantte, van Sumatra weg (zie verder).

De aardbeving werd ook sterk gevoeld op alle eilanden van de Andamanarchipel. De trillingen duurden er ongeveer 3 minuten en waren sterk genoeg om schade toe te brengen aan vele woonhuizen, overeenkomend met een intensiteit van VII. Ook twee stuwdammen raakten licht beschadigd, waarbij kleine scheurtjes in het beton ontstonden en in één geval zelfs een lek. In beide waterreservoirs veroorzaakten de seismische trillingen ook staande golven tot 3-4 m hoog, een verschijnsel dat bekend staat onder de naam "seiche". Tenslotte werden er ook effecten op het landschap waargenomen: op bepaalde plaatsen ontstonden barsten waarlangs grondwater en zand omhoog spoot (liquefactie), en op het eiland Baratang werd kort na de aardbeving een aantal moddervulkanen gereactiveerd.

Figuur 8. Cumulatief seismisch moment van alle aardbevingen wereldwijd sinds 1980. Het seismisch moment van de aardbeving van 26 december 2004 is ongeveer even groot als dat van alle aardbevingen van het voorbije decennium samen. Merk op dat vooral krachtige aardbevingen ($M > 6$) bijdragen tot het cumulatief seismisch moment. Bron: *Harvard CMT-catalogus*.



Seismische bron en ruptuurproces

Aardbevingen zijn complexe gebeurtenissen die niet enkel te karakteriseren zijn aan de hand van magnitude of intensiteit. De seismische golven verschaffen ons ook inzicht in de seismische bron en het ruptuurproces (onder andere breukdimensies, haard-

mechanisme, ruptuurpropagatie en verplaatsingsdistributie).

Het breukmechanisme van de seismische bron of haardmechanisme wordt bepaald door vergelijking van seismogrammen uit verschillende richtingen omheen het epicentrum. Het geeft het azimut, de helling en de schuifrichting weer van twee vlakken, waarvan één het breukvlak vertegenwoordigt. Mathematisch kan geen onderscheid gemaakt worden tussen beide oplossingen, maar in combinatie met de configuratie van de plaatrand en met de locatie van de naschokken geeft het haardmechanisme van de aardbeving van 26 december 2004 (zie tabel 1) een NNW-ZZO georiënteerd breukvlak met een helling van 8° naar het noordoosten. De kleine hellingshoek impliceert dat het breukvlak uitzonderlijk breed moet zijn. De schuifrichting voor dit vlak bedraagt 110°, wat betekent dat de subductie gepaard ging met een kleine laterale component (pure subductie = 90°). Deze is echter veel kleiner dan de laterale component van de plaatconvergentierichting, wat erop wijst dat de plaatbeweging inderdaad gepartitioneerd is over de beide randen van de Birmaanse microplaat.

De eerste trein van P- en S-golven bij een aardbeving ontstaat bij propagatie van de ruptuur vanuit het hypocentrum, het punt waar de breuk-

verschuiving begint. Door inversie van deze bronfunctie verkrijgt men een gedetailleerder beeld van de seismische bron. Figuur 9 toont een voorlopig ruptuurmodel dat de eerste dagen na de aardbeving berekend werd. Het model geeft de variatie weer van de verplaatsingsamplitude, verplaatsingsrichting en ruptuur-initiatietijd voor een breukvlak van 450 km lang en 165 km breed. Duidelijk is te zien hoe de ruptuur vanuit het hypocentrum ongeveer 400 km naar het NNW is gepropageerd, met een gemiddelde snelheid van ongeveer 2 km/s. Deze unidirectionele propagatie resulteert in een kortere duur van de primaire energie voor seismische stations in het NNW ten opzichte van stations naar het ZZO toe. De breukverplaatsing bedroeg gemiddeld meer dan 10 meter, maar vertoont sterke variatie. De beweging begon met een verplaatsing van ongeveer 2,5 meter rond het hypocentrum. Tot 100 km van het hypocentrum nam de amplitude vooral toe naar de bovenkant van het breukvlak. Tussen 100 en 200 km van het hypocentrum was de verplaatsing maximaal, met een piekwaarde van 20 meter. Een scherpe afname vanaf 200 km van het hypocentrum valt ongeveer samen met een bocht van 30° in de plaatrand. De top van het breukmodel eindigt op een diepte van 7 km, maar meer dan waarschijnlijk reikte de

ruptuur tot aan de zeebodem.

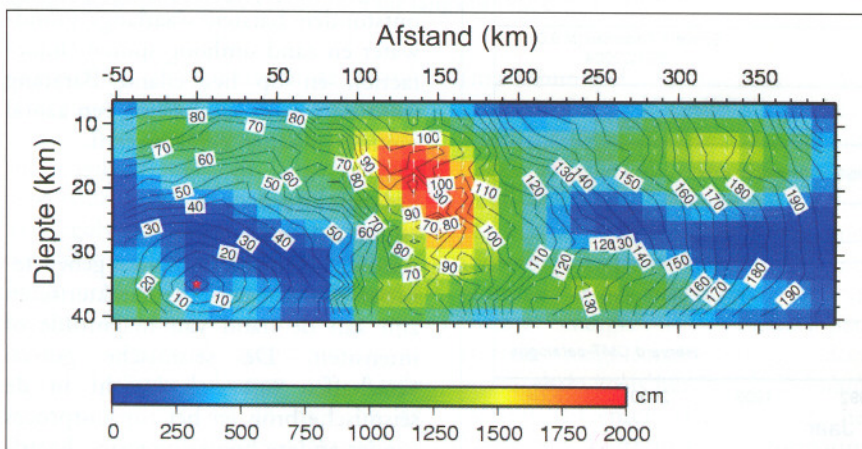
Het seismisch moment voor dit model bedraagt $3.57 \cdot 10^{22}$ Nm, wat overeenstemt met een momentmagnitude van 9.0. Er zijn echter een aantal aanwijzingen dat de totale ruptuur-lengte veel langer was dan 450 km. Zo strekt de initiële naschokzone (zie verder) zich uit van 3° N tot bijna 14° N, een afstand van 1300 km. Meestal bakenen de initiële naschokken min of meer de ruptuurzone af, maar aanvankelijk dacht men dat de mega-subductieaardbeving van Sumatra mogelijk ook naschokken had veroorzaakt op aanpalende delen van de plaatrand die niet bij de ruptuur betrokken waren. Ondertussen is ook aangetoond dat de primaire P-energie meer dan dubbel zo lang duurde als aanvankelijk gedacht. De bepaling van deze duur wordt bemoeilijkt doordat het tijdvenster tussen de eerste P-golf en secundaire fasen (golven die onderweg gereflecteerd worden) voor elk punt op Aarde maximaal 4 minuten bedraagt. Beschouwt men enkel het hoogfrequente deel van het signaal (> 1 Hz) waarin de gereflecteerde energie wordt onderdrukt, dan blijkt dat de primaire P-energie die direct vanuit de seismische bron werd uitgestraald meer dan 8 minuten duurde (figuur 7). Op het ogenblik dat het PTWC voor het eerst alarm sloeg, was de ruptuur dus nog niet beëindigd! De uitzonderlijk lange duur bevestigt dat de ruptuurzone zich inderdaad tot aan de Andaman-eilanden uitstrekt. Seismologen spreken daarom van de Sumatra-Andamanaardbeving. Nooit eerder werd een langere ruptuur waargenomen.

Vrije trillingen

Het seismisch moment dat werd bepaald op basis van oppervlaktegolven is te klein om de uitzonderlijke ruptuurlengte van de Sumatra-Andamanaardbeving te verklaren. Deze discrepantie werd pas verschillende weken na de aardbeving opgelost door analyse van de vrije trillingen die door de aardbeving werden opgewekt.

Vrije trillingen of eigentrillingen van de Aarde (ook normale modi genoemd) zijn staande golven die

Figuur 9. Voorlopig ruptuurmodel voor de aardbeving van 26 december 2004. De kleuren geven de amplitude van de breukverplaatsing weer, de contourlijnen de ruptuurinitiatietijd in seconden. Merk op dat de grootste verplaatsing niet samenvalt met het hypocentrum (aangegeven met de rode stip). Bron: *Chen Ji*, Caltech.



ontstaan door interferentie van lopende golven die de aardbol doorkruisen. Net zoals een muziekinstrument, denk bijvoorbeeld aan de snaren van een gitaar of piano, kan de Aarde maar trillen in welbepaalde frequenties of harmonische tonen. De meest eenvoudige eigentrilling is een trilling zonder knopen (aangeduid als ${}_0S_0$) waarbij de Aarde als bol uitzet en inkrimpt. Deze modus – de ballonmodus – heeft een periode van 20.5 minuten. Bovendien ervan (met één of meerdere knopenoppervlakken binnen de Aarde, ${}_1S_0$, enzovoort) hebben een kleinere periode, zoals voor een snaar. Naast radiale modi zonder knopenlijnen aan het aardoppervlak zijn er ook modi met een ingewikkelder ruimtelijk gedrag. De bekendste daarvan is de zogeheten voetbalmodus (${}_0S_2$), waarbij de Aarde afwisselend de vorm van een liggende en een rechtopstaande rugbybal aanneemt. Deze modus heeft een periode van 53.9 minuten, de langste periode van alle vrije trillingen. In figuur 10 is te zien dat de voetbalmodus twee kno-

pencirkels heeft die het aardoppervlak verdelen in drie gebieden die afwisselend op en neer bewegen. Naast deze modi die relatief eenvoudig ruimtelijk voor te stellen zijn, kan de Aarde nog trillen in een oneindig aantal andere vrije trillingen, bijvoorbeeld in modi analoog aan de voetbalmodus maar met meer knopenlijnen, maar ook in modi die alleen een tangentiële beweging vertonen.

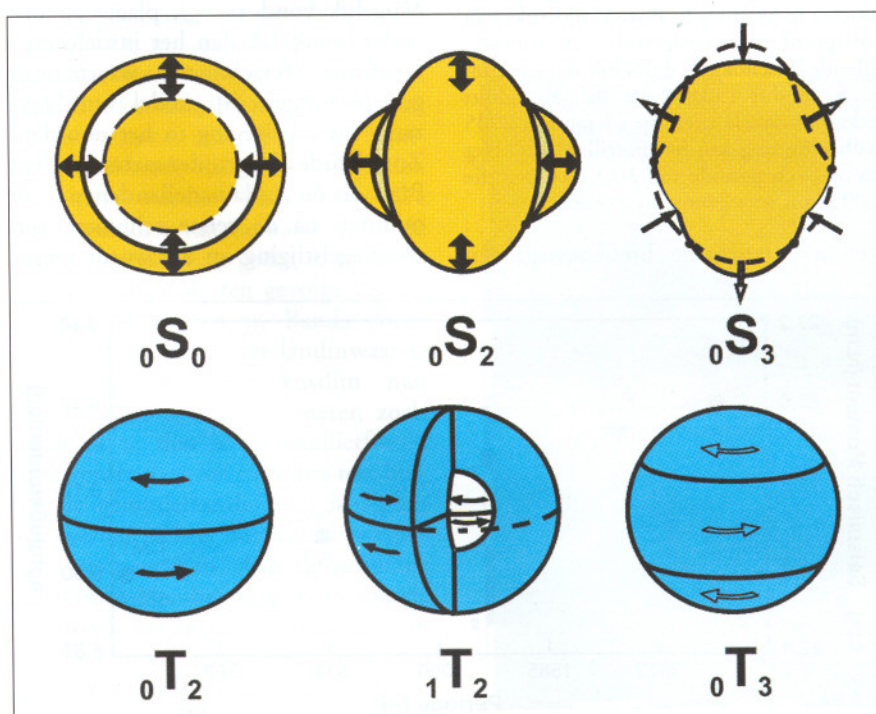
Enkel de krachtigste aardbevingen zijn in staat vrije trillingen voldoende te exciteren om ze te kunnen waarnemen. De Aarde wordt dan als het ware aangeslagen als een klok (al doet een versneld afgespeelde registratie eerder denken aan het ratelen van een metalen vuilnisemmer). Voor het registreren van de ultra-langperiodieke modi zijn seismometers met een uitzonderlijke bandbreedte vereist. In België worden ze geregistreerd door de supergeleidende gravimeter in Membach. Hun identificatie gebeurt meestal aan de hand van frequentiespectra van voldoende lange seismogrammen, maar de aardbeving van 26

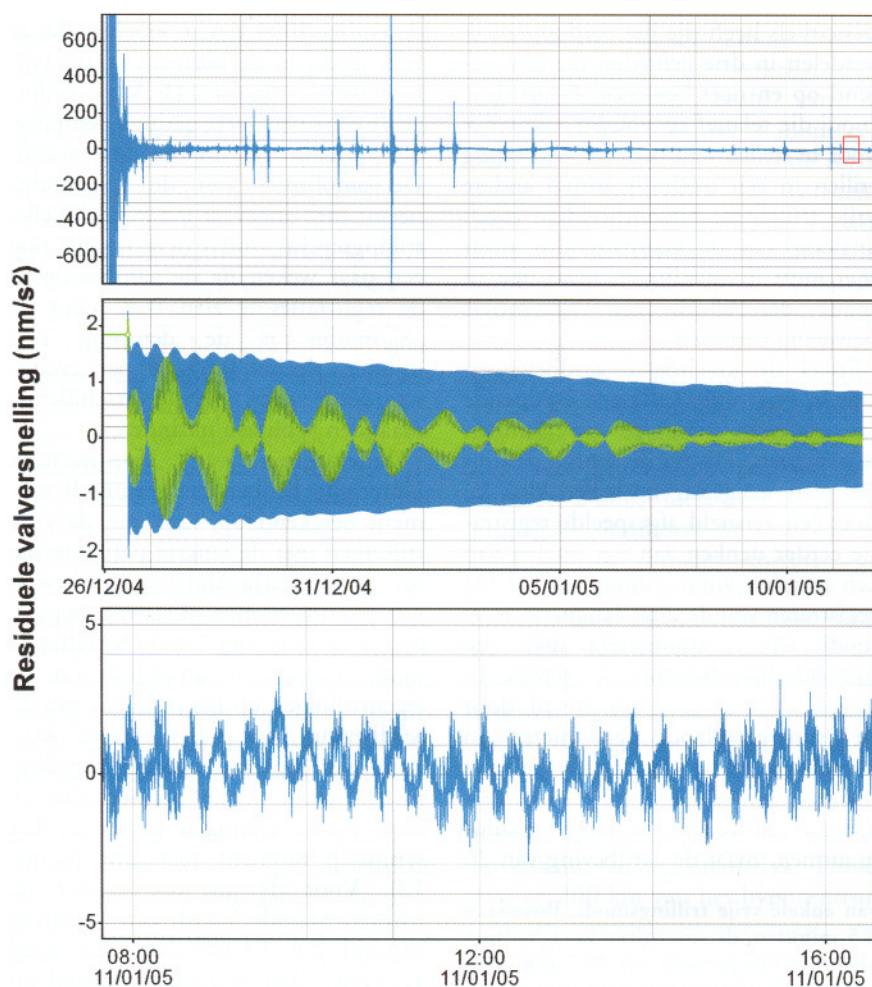
december 2004 was zo krachtig dat ze zelfs direct in de tijdreeks waarneembaar waren (figuur 11). Vrije trillingen hebben een zeer geringe demping, die verschilt van modus tot modus. De amplitude van de ${}_0S_2$ -modus neemt met ongeveer 0.5 % af bij elke trillingscyclus, zodat deze modus nog een paar weken na de aardbeving in de registraties te zien was. Voor de ${}_0S_0$ -modus is de demping nog minder, slechts 0.05 % per cyclus, waardoor deze zelfs verschillende maanden is blijven nazinderen.

Onderzoekers van Northwestern University hebben het seismisch moment berekend op basis van de vrije trillingen met de langste perioden die bij de Sumatra-Andamanaardbeving geëxciteerd werden. Daartoe bepaalden ze de demping van de betreffende modi, waarmee de amplitude van de eigentrillingen op het moment van de aardbeving kan geëxtrapoleerd worden. Hun opmerkelijkste vaststelling is dat naarmate de periode van de beschouwde trillingen groter is, het seismisch moment toeneemt (figuur 12). Voor de ${}_0S_2$ -modus met de langste periode werd een moment bepaald van $1 \cdot 10^{23}$ Nm, 2.5 maal groter dan het moment berekend op basis van oppervlaktegolven met een periode van 300 s. De overeenkomstige momentmagnitudo bedraagt 9.3. De uitgestraalde energie moet dus ook hoger liggen dan oorspronkelijk bepaald. Dit betekent daarom niet dat de aardbeving van 26 december krachtiger was dan bijvoorbeeld de aardbeving van Alaska in 1964 met een momentmagnitudo van 9.2, aangezien deze laatste enkel op basis van oppervlaktegolven kon worden bepaald. De nieuwe bepaling van het seismisch moment is beter in overeenstemming met de ruptuurlengte die wordt aangegeven door de zone van initiële naschokken en de lengte van de primaire P-fase. Andere analyses, onder andere geodetische metingen van de plaatbewegingen tijdens de aardbeving en modelleringen van de tsunami, wijzen allemaal in dezelfde richting.

Seismische golven bevatten vooral informatie over bronprocessen die

Figuur 10. Ruimtelijk verplaatsingspatroon van enkele vrije trillingsmodi. Bovenaan de ballonmodus (${}_0S_0$) met een periode van 20.5 minuten, de voetbalmodus (${}_0S_2$) met een periode van 53.9 minuten en de ${}_0S_3$ -modus met een periode van 25.7 minuten. Onderaan enkele modi met enkel een tangentiële verplaatsingscomponent (waaronder de twistmodus), met perioden van respectievelijk 44.0, 12.6 en 28.4 minuten.



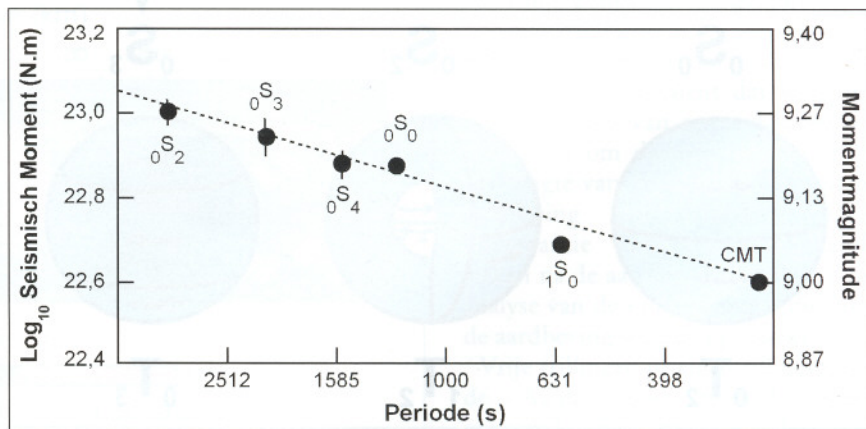


Figuur 11. Registratie van de verticale grondversnelling na de aardbeving van 26 december 2004 door de supergeleidende gravimeter te Membach. Boven: tijdreeks van 26 december 2004 tot 12 januari 2005, gecorrigeerd voor aardgetijden en atmosferische druk, waarop de hoofdschok en verschillende naschokken duidelijk te zien zijn. Midden: dezelfde tijdreeks gefilterd om de $0S_0$ -modus (blauw) en de $0S_2$ -modus (groen) te isoleren. Onder: ongefiltreerde tijdreeks van enkele uren op 11 januari 2005 die toont hoe de Aarde twee weken na de aardbeving nog aan het natrillen was. Het signaal wordt gedomineerd door de $0S_0$ -modus met een periode van 20,5 minuten die nog tot net voor de aardbeving van 28 maart 2005 kon waargenomen worden.

opereren op een kleinere ruimtelijke en tijdschaal dan hun golfengete en periode. De hogere waarde van het moment bepaald op basis van vrije trillingen, wordt daarom toegeschre-

ven aan langzame breukbewegingen

Figuur 12. Seismisch moment en momentmagnitudo van de Sumatra-Andamane-aardbeving bepaald op basis van vrije trillingen. CMT vertegenwoordigt de waarde bepaald door Harvard op basis van oppervlaktegolven met een periode kleiner dan 300 s. Hoe langer de beschouwde golfperiode, hoe groter het seismisch moment blijkt te zijn. Bron: Seth Stein en Emile Okal, Northwestern University (2005).



die niet gedetecteerd werden door oppervlaktegolven. Verschillende studies tonen aan dat de Sumatra-Andamane-aardbeving het resultaat is van een samengesteld ruptuurproces. De initiële ruptuur propageerde met een snelheid van 2 tot 3 km/s vanuit het hypocentrum tot aan de Andamaneilanden, en hierbij werden de meeste golven met een periode < 500 s uitgestraald. De breukverplaatsing die hiermee gepaard ging, nam systematisch af naar het noorden toe, van maximaal 20 m in de zuidelijke helft van de ruptuurzone tot slechts 2 m ten noorden van de Nicobareilanden. Dit werd gevolgd door een tweede ruptuur met een veel tragere propagatiesnelheid (0,5 km/s) en een totale duur van zowat 1000 s in de noordelijke helft van de ruptuurzone, waarbij bijna uitsluitend oppervlaktegolven en vrije trillingen met een periode > 500 s werden uitgestraald. Het haardmechanisme van deze tweede ruptuur wijst op een grotere laterale component (schuifrichting 150°) en steilere helling (15°) dan bij de initiële ruptuur, wat respectievelijk in overeenstemming is met toenemende schuine plaatconvergentie en toenemende ouderdom van de onderduikende oceanische plaat naar het noorden toe. Mogelijk vond ze ook plaats op een ander breukvlak dan het initiële ruptuurfront. Verschillende waarnemingen bevestigen dit model van langzame breukbeweging in het noorden. Zo tekende de getijdenmeter in Port Blair op de Andamaneilanden pas 30 minuten na de eerste schokken een zeespiegelstijging op die wordt toege-

schreven aan een daling van de aardkorst ten gevolge van breukbewegingen. Ook de vaststelling dat de eerste grote naschokken in deze zone pas 85 minuten na de epicentrale haardtijd optraden, is hiermee in overeenstemming.

Verticale bewegingen van de aardkorst

Bij de mega-subductieaardbeving van 26 december 2004 is het deel van Sumatra en de Andamanzee dat zich boven het subductievlak bevindt verschillende meter in de richting van de Soendatrog verschoven. De eerste GPS-metingen tonen inderdaad een westwaartse verplaatsing van ongeveer 1.5 m in Noord-Sumatra. Subductie resulteert echter ook in een belangrijke verticale bewegingscomponent. Modelberekeningen voorspellen een opheffing van de zeebodem van meer dan 1 m boven het grootste deel van de ruptuurzone, en een daling (subsidentie) van 1 tot 2 m ten oosten daarvan, boven het deel van het subductievlak dat niet geklemd zit (figuur 13).

De gevolgen van de verticale bewegingen zijn goed zichtbaar aan de kustlijnen. In het zuidelijk deel van de ruptuurzone komen de modelberekeningen goed overeen met de waarnemingen. De noordkust van het eiland Simeulue werd tot 1.5 m opgeheven waardoor koraalriffen boven zeeniveau terechtkwamen, terwijl aan de zuidkust subsidentie van enkele tientallen cm kan worden vastgesteld. De noordwestkust van Sumatra is bij de aardbeving tot 1 m gedaald. In combinatie met erosie ten gevolge van de tsunami heeft dit in Banda Atjeh geleid tot een drastische landinwaartse verplaatsing van de kustlijn met verschillende honderden meter, zoals duidelijk te zien is op satellietfoto's. Ook verder naar het noorden toe, buiten de gemodelleerde zone in figuur 13, werden echter verticale bewegingen waargenomen. Aan de zuidkust van Groot-Nicobar is de basis van de vuurtoren van Indira Point gezakt van 3.5 m boven gemiddeld zeeniveau vóór de aardbeving, tot 0.75 m beneden hetzelfde niveau erna. De

Andamaneilanden tenslotte blijken min of meer langs hun lengteas te zijn gekanteld, met 1 tot 2 m opheffing langs de westkust en 1 tot 1.5 m subsidentie aan de oostkust.

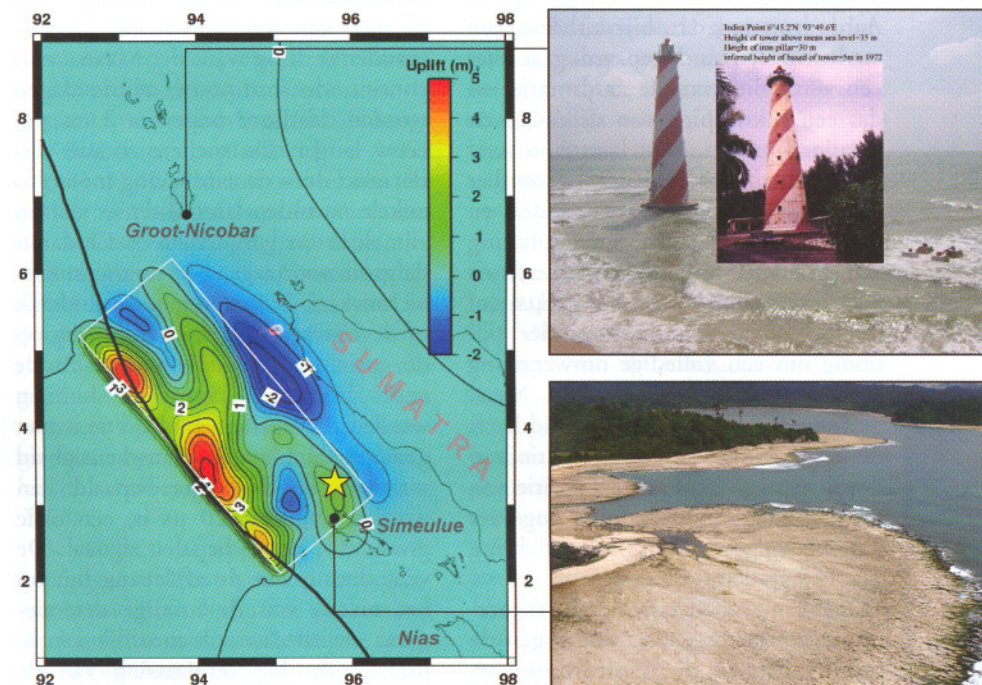
Behalve op de eilanden is het niet mogelijk de verticale bewegingen boven de subductiezone voor de kust van Sumatra met geodetische technieken zoals GPS waar te nemen. Ondiepe koralen zijn echter wel in staat deze bewegingen in hun groeipatronen vast te leggen en fungeren op die manier als paleogeodetische recorders. Met dit soort gegevens kon de ruptuurzone van de aardbevingen van 1833 en 1861 bepaald worden. De koralen laten echter ook verticale deformatie zien in de periode tussen grote aardbevingen (interseismisch) die grotendeels tegengesteld is aan de deformatie tijdens de aardbevingen (coseismisch). Op een afstand van minder dan 110 km van de diepzee-trog zakken de koraalriffen weg met een snelheid tot 5 mm/jaar, terwijl ze

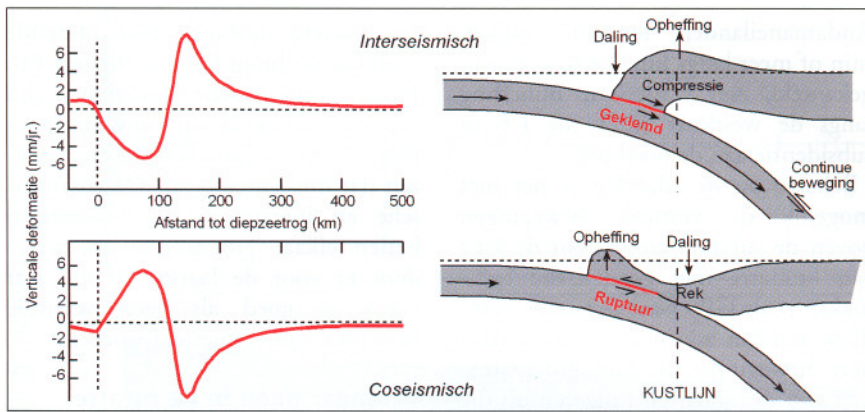
op grotere afstand met dezelfde snelheid omhoog komen (figuur 14). Deze interseismische bewegingen zijn het resultaat van de opbouw van spanning op het subductievlak, en bewijzen dat dit geklemd zit. De coseismische en interseismische bewegingen heffen elkaar grotendeels op, waardoor er voor de laatste 10 000 jaar netto zo goed als geen verticale beweging kan vastgesteld worden.

Veranderingen in de rotatie van de Aarde

Naast de regionale deformatie van de aardkorst heeft de aardbeving van Sumatra ook de rotatie en de vorm van de Aarde veranderd. In principe worden deze globale effecten veroorzaakt door elke aardbeving, groot of klein, maar ook door bijvoorbeeld gletsjers die afsmelten, oceaanstromingen, en stormen. De enige voorwaarde is dat massa verplaatst wordt, dus ook een ritje met de auto heeft een (verwaarloosbaar klein) effect op de

Figuur 13. Verticale bewegingen van de aardkorst tijdens de aardbeving van 26 december 2004. Links: verticaal bewegingspatroon voorspeld op basis van het ruptuurmodel in figuur 9. Bron: *Chen Ji*, Caltech. Rechtsboven: de vuurtoren van Indira Point op het eiland Groot-Nicobar bevond zich 3.5 m boven gemiddeld zeeniveau vóór de aardbeving en 0.75 m beneden dit niveau erna. Bron: *Roger Bilham*, University of Colorado (2005). Rechtsonder: opgeheven koraalrif langs de noordwestkust van het eiland Simeulue. Het voormalige strand uiterst links bevindt zich nu 1.5 m boven de zeespiegel. Bron: *Kerry Sieh*, Sumatran Plate Boundary Project, Caltech.





Figuur 14. Profiel loodrecht op de plaatrand op basis van koralen (links) en conceptueel model (rechts) van de verticale bewegingen van de aardkorst in de periode tussen twee mega-subductieaardbevingen (interseismische periode) en tijdens een mega-subductieaardbeving (coseismisch). Bron: *Sumatran Plate Boundary Project*, Caltech; Natawidjaja et al. (2004).

aardrotatie. Dit is een direct gevolg van één van de basiswetten van de klassieke mechanica: het impulsmoment van een geïsoleerd systeem blijft constant in de tijd. Een telegeniek voorbeeld hiervan is een schaatsster die bij het uitvoeren van een pirouette haar rotatie kan versnellen of vertragen door haar armen respectievelijk dicht bij haar lichaam te brengen of uit te strekken (wie minder bedreven is in schaatsen kan deze wet ook aan den lijve ondervinden in een draaibare stoel met een gewicht, bijvoorbeeld een gevulde fles, in de handen). Toepassing van dit principe op de Aarde leert ons dat, bijvoorbeeld, een sterke westenwind gepaard gaat met een vertraging van de aardrotatie, en dat een inkrimping van de Aarde de rotatie versnelt. Dit laatste is wat effectief gebeurt is op 26 december 2004: de Aarde is wat ronder en minder afgeplat geworden (afplatting een honderd miljardste kleiner), en heeft sindsdien ongeveer $3 \mu\text{s}$ (of $3 \cdot 10^{-11}$ van een dag) minder tijd nodig om een volledige omwenteling rond haar rotatieas te maken. Naast de verandering in rotatiesnelheid heeft de aardbeving ook de oriëntatie van de rotatieas veranderd: de positie van de gemiddelde noordpool is ongeveer 2.5 cm opgeschoven in de richting van 145 graden oosterlengte.

Opvallend is dat, volgens theoretische berekeningen, aardbevingen de neiging hebben de Aarde ronder en

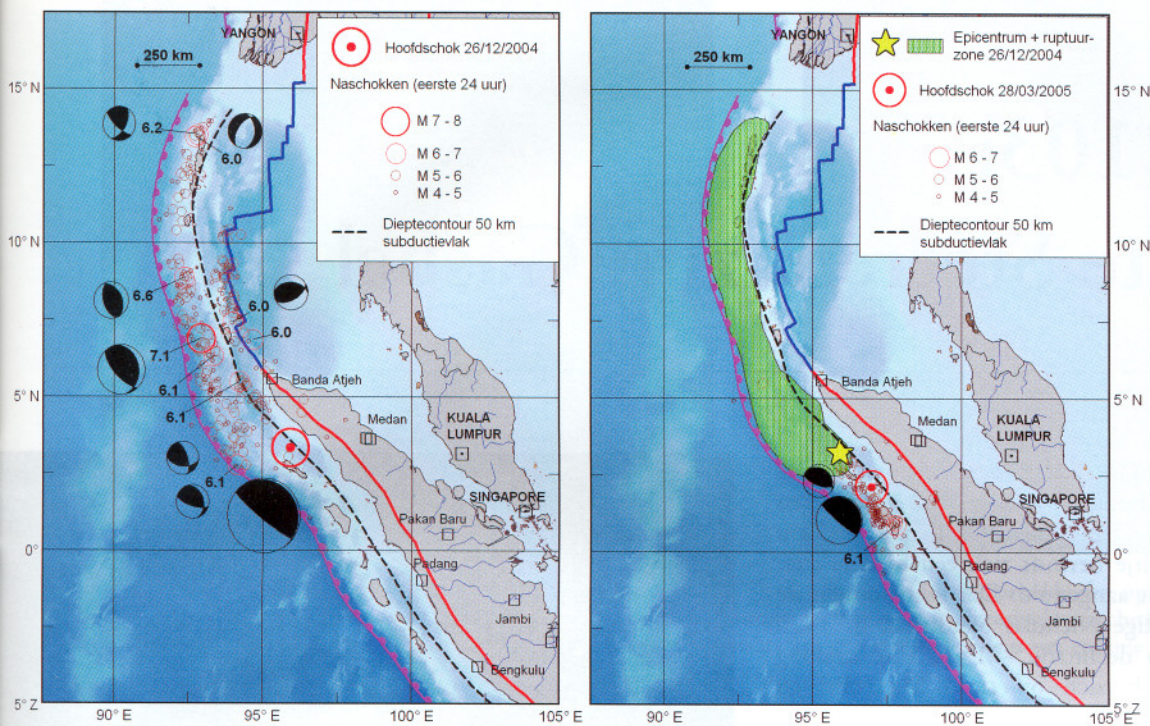
compacter te maken, en om een nog onbekende reden de noordpool bij voorkeur verplaatsen naar ongeveer 140 graden oosterlengte. Maar bij geen enkele van de ongeveer 22 000 aardbevingen sinds 1977 van magnitude groter dan 5 heeft men dit kunnen meten. De effecten zijn meestal kleiner dan de meetfouten en bovendien zitten ze "verborgen" onder andere signalen van astronomische, geofysische en klimatologische oorsprong die meerdere grootteordes groter zijn. Stromingen in de atmosfeer en de oceanen veroorzaken bijvoorbeeld fluctuaties in de daglengte van de orde van een milliseconde. En de getijdenwerking van de Maan remt continu de aardrotatie af, de dagen worden daardoor ongeveer 2 ms per eeuw langer. De snellere rotatie veroorzaakt door de aardbeving moet dus enkele maanden later al teniet gedaan zijn door dit getijdeno-effect. Ondanks de grote vooruitgang in waarnemings technieken, is het nog niet duidelijk of de effecten van een aardbeving op de vorm en de rotatie van de Aarde voor het eerst gemeten kunnen worden. De snellere aardrotatie is niet gemeten omdat de nauwkeurigheid waarmee de daglengte bepaald kan worden ongeveer $20 \mu\text{s}$ is, een orde groter dan het te bepalen signaal. De verandering van de afplatting ligt op het niveau van de huidige detectiegrenzen en zal dus ook moeilijk aan te tonen zijn. De verplaatsing van de

gemiddelde pool van 2.5 cm zal misschien wel in de waarnemingsgegevens gevonden kunnen worden, de nauwkeurigheid van dit soort metingen is beter dan een centimeter. Maar om het signaal van de Indonesische aardbeving te identificeren, zullen eerst alle andere excitaties van de poolbeweging in kaart gebracht moeten worden.

Naschokken

Grote aardbevingen worden bijna altijd gevolgd door naschokken. Deze zijn het resultaat van de ontlading van residuele spanningen op het breukvlak dat bij de hoofdschok in beweging kwam. Naschokken zijn per definitie kleiner dan de hoofdschok en kunnen weken, maanden, tot zelfs jaren nadien optreden. Over het algemeen geldt dat hoe groter de hoofdschok is, hoe groter en talrijker de naschokken zijn, en hoe langer ze aanhouden. De naschokken van de aardbeving van 26 december 2004 zijn nog steeds aan de gang. De initiële naschokzone was ongeveer 1300 km lang en 200 km breed, en geeft zoals eerder vermeld de oppervlakte van de ruptuurzone op het subductievlak aan (figuur 15). Daarnaast vinden ook naschokken plaats op breuken in de overschuivende Birmaanse microplaat, en ook op grotere diepte binnen de onderduikende plaat. De krachtigste naschok had een magnitude van 7.1 en gebeurde iets meer dan 3 uur na de hoofdschok (zie figuur 6). Acht andere naschokken dezelfde dag haalden een magnitude van 6.0 tot 6.6. Het aantal naschokken neemt exponentieel af met de tijd. Op 26 januari 2005 viel er echter een duidelijke verhoging van de activiteit waar te nemen die ongeveer één week duurde (figuur 16). Dit was te wijten aan een seismische zwerm (een snel opeenvolgende reeks aardbevingen in een klein gebied waarin de zwaarste aardbeving niet substantieel groter is dan de andere) op de transforme oostrand van de Birmaanse microplaat ten oosten van de Nicobareilanden.

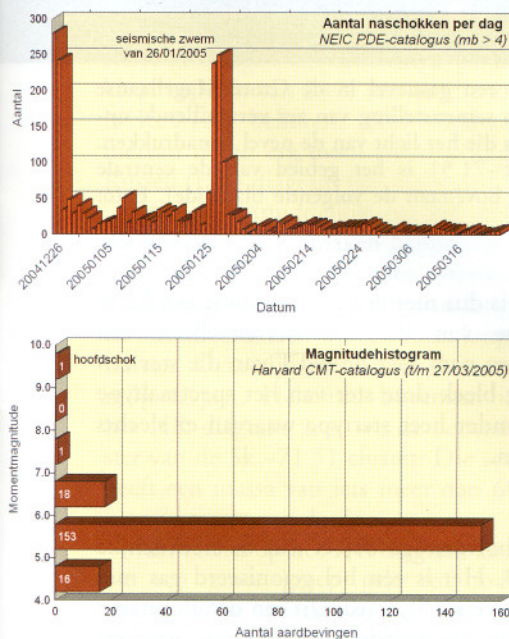
Op 28 maart 2005, drie maanden na de eerste aardbeving, vond een nieuwe krachtige aardbeving plaats met een



Figuur 15. Initiële naschokken na de aardbevingen van 26 december 2004 (links) en 28 maart 2005 (rechts). De plaatranden zijn weergegeven in dezelfde kleuren als in figuur 1. De 50 km dieptecontour van het subductievak geeft ongeveer de basis van de geklemde zone aan. De "strandballen" zijn stereografische projecties van het haardmechanisme, waarbij de lijnen die zwarte (compressie) van transparante (extensie) kwadranten scheiden de mogelijke breukvlakken weergeven. Bron: PDE-catalogus van het National Earthquake Information Center; Harvard CMT-catalogus.

momentmagnitude van 8.7. Het epicentrum lag slechts 180 km ten zuidoosten van dat van 26 december, midden tussen de eilanden Simeulue en Nias (figuur 15). Deze aardbeving

Figuur 16. Statistieken voor de naschokken van 26 december 2004. Boven: aantal naschokken per dag met magnitude groter dan 4. Bron: PDE-catalogus van het National Earthquake Information Center. Onder: magnitudehistogram. Bron: Harvard CMT-catalogus.



was geen naschok, maar een nieuwe mega-subductieaardbeving op het aanpalende segment van de Soenda-subductiezone, dat niet betrokken was in de eerste ruptuur en waar tot dan toe nauwelijks naschokken waren voorgekomen. Ook deze aardbeving behoort tot de grootste aardbevingen wereldwijd van de laatste 40 jaar (figuur 8). Ze heeft op haar beurt naschokken opgewekt in een 350 km lange zone tussen het zuidelijke uiteinde van de ruptuurzone van 26 december en de evenaar. Dit komt overeen met de ruptuurzone van de laatste grote aardbeving (M 8.5) langs dit deel van de plaatrand in 1861 (figuur 5). Opvallend is wel dat de initiële naschokken beperkt waren tot de onderste helft van het subductievak (figuur 15). Het haardmechanisme was identiek aan dat van 26 december, terwijl het voorlopig ruptuurmodel een breukverschuiving van gemiddeld 6 m en maximaal 12 m aangeeft. De totale vrijgekomen energie was ongeveer 3 maal kleiner dan bij de aardbeving van 26 december 2004.

De korte opeenvolging van twee krachtige aardbevingen op nabijgelegen breuklijnen doet sterk denken aan de sequentie van aardbevingen langs de Noord-Anatolische breuk in Tur-

kije in 1999. Hier werd de aardbeving van Izmit (M 7.6) op 17 augustus gevolgd door de bijna even verwoestende aardbeving van Düzce (M 7.2) op 12 november. De opvatting dat krachtige aardbevingen ook op breuklijnen op grotere afstand aardbevingen kunnen induceren door transfer van spanning wint meer en meer terrein bij seismologen. Berekeningen na de aardbeving van 26 december op basis van de gemodelleerde breukverschuivingen hadden reeds spanningsverhogingen aangetoond op de Sumatrabreuk en op de Soenda-subductiezone onmiddellijk ten zuiden van de ruptuurzone van december. Afhankelijk van de vooraf opgebouwde spanning op deze breuklijnen kan dit aanleiding geven tot een verhoogde kans op aardbevingen in de eerstvolgende jaren. Het lijkt dan ook waarschijnlijk dat de spanningsverhoging op dit segment van de subductiezone, waar sinds 1861 geen belangrijke aardbeving meer was voorgevallen, het laatste zetje heeft gegeven voor de nieuwe aardbeving op 28 maart 2005.

Het tweede gedeelte van dit artikel verschijnt in een volgend nummer van Heelal. Op het einde daarvan verschijnt ook de lijst van de geraadpleegde bronnen.